



青藏高原东北部黄土次生碳酸盐氧同位素的古气候意义

胡泉旭¹, 王先彦^{1*}, 孟先强², 刘全玉³, 鹿化煜¹

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 江苏南京 210023

2. 南京大学地球科学与工程学院, 江苏南京 210023

3. 安康学院旅游与资源环境学院, 陕西安康 725000

摘要: 黄土中含有较为丰富的碳酸盐, 其中次生碳酸盐记录了成壤时期的气候和环境, 可以用来重建古气候。测试了末次盛冰期和全新世早期青藏高原东北部乐都、中国东北和新疆巴音布鲁克黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 结果显示高原东北部这两个时期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -1.38% 和 -5.58% , 比该地区现代季风气候条件下次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 理论值分别高 5.74% 和 1.54% 。温度的差异不足以导致次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值如此幅度的变化。同时, 末次盛冰期和全新世早期乐都地区黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比同时期黄土高原和东北地区等东亚季风区明显偏正约 $2.0\% \sim 6.2\%$, 但与其与新疆等西风区次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 相近。这些不同时期黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的分布特征及空间差异, 可能反映东亚夏季风夹带的水汽可能不是青藏高原东北部末次盛冰期和全新世早期降水最重要的来源, 而西风降水和(或)局部水汽蒸发循环对该地区的降水可能有重要贡献。青藏高原东北部黄土次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从末次盛冰期到全新世早期逐渐降低, 这可能是由于气候由干冷向暖湿转变、有效湿度增加而导致的。有限的证据表明不同气候带(青藏高原东北部、东亚季风区和西风带)的黄土中次生碳酸盐氧同位素存在明显差异, 它所代表的气候意义值得进一步的深入研究。

关键词: 次生碳酸盐; 氧同位素; 地球化学; 古气候; 青藏高原东北部。

中图分类号: P595

文章编号: 1000-2383(2018)11-4128-10

收稿日期: 2018-06-28

Paleoclimatic Implications of Oxygen Isotope from Authigenic Carbonates in Loess Deposit of Northeastern Tibetan Plateau

Hu Quanxu¹, Wang Xianyan^{1*}, Meng Xianqiang², Liu Quanyu¹, Lu Huayu¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

3. School of Tourism & Environment, Ankang University, Ankang 725000, China

Abstract: The carbonate in loess deposit records the pedogenic environment, especially the moisture information, and can be used to qualitatively and/or quantitatively reconstruct paleoclimate. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the pedogenic carbonate in loess of LGM and Early Holocene, from Ledu (northeastern Tibetan plateau), Northeast China and Bayanbulak basin in Xingjiang, were measured. It shows that the $\delta^{18}\text{O}$ values of the pedogenic carbonate in loess of LGM and Early Holocene from northeastern Tibetan plateau are -1.38% and -5.58% , which are 5.74% and 1.54% respectively higher than the theoretical values of $\delta^{18}\text{O}$ under the condition of modern monsoon climate. However, the temperature difference was not enough to cause this significant magnitude change of the $\delta^{18}\text{O}$ values in the pedogenic carbonate. Compared with that in East Asian monsoon region including the Chinese Loess plateau and the Northeast China, the values of the $\delta^{18}\text{O}$ of the pedogenic carbonate in loess from Ledu during LGM and the Early Holocene are $\sim 2.0\% - 6.2\%$ higher obviously, but similar to those in the westerly regions such as Xin-

基金项目: 国家重点研发计划(No.2016YFA0600500); 国家自然科学基金(Nos.41522101, 41230526)。

作者简介: 胡泉旭(1992-), 女, 硕士研究生, 第四纪环境研究。ORCID: 0000-0001-7603-0538. E-mail: mg1527091@smail.nju.edu.cn

* **通讯作者:** 王先彦, E-mail: xianyanwang@nju.edu.cn

引用格式: 胡泉旭, 王先彦, 孟先强, 等, 2018. 青藏高原东北部黄土次生碳酸盐氧同位素的古气候意义. 地球科学, 43(11): 4128-4137.

jiang. The distribution characteristics and spatial differences of the $\delta^{18}\text{O}$ values of the pedogenic carbonate in loess in different periods may reflect that the East Asian summer monsoon was not the controlling factor of the precipitation during the LGM and early Holocene in the northeastern Tibetan plateau (NETP), while the westerly rainfall and/or local vapor evaporation cycle had an important impact in this period. The climate changing from dry and cold to warm and humid, with higher temperature but less evaporation, could be the reason for the gradual decrease of the $\delta^{18}\text{O}$ values of the pedogenic carbonate in the loess from LGM to Early Holocene in NETP. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the pedogenic carbonate in the loess from different climatic zones (NETP, the East Asian monsoon region and the westerly zone), revealed by limited data in this study, are significantly different, with which climatic indication is worth further investigation.

Key words: authigenic carbonate; oxygen isotope; geochemistry; paleoclimate; northeastern Tibetan plateau.

0 引言

碳酸盐广泛分布于土壤和第四纪沉积物中,特别是风成黄土沉积(刘东生,1997).作为黄土的重要组成部分之一,碳酸盐的含量及同位素组成对古气候的变化有着较为敏感响应(Meng *et al.*, 2016, 2018).碳酸盐在表生环境下极易移动(方谦等, 2018),在土壤形成过程中,经历溶解、再沉淀过程会转变为次生碳酸盐(韩家懋等,1996).根据其成因,可分为原生碳酸盐和次生碳酸盐.一般来说,原生碳酸盐来自基岩,没有经过成壤作用影响,记录了源区的信息(Li *et al.*, 2007).而次生碳酸盐是在成土过程中形成的,其记录了土壤形成时的气候环境信息(陈忠等,2006),例如,次生碳酸盐的氧同位素记录了水汽源区的信息或者季风强度(Meng *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2018).

黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与过去大气降水、土壤水的同位素、分馏温度、或者降雨量有关(Dansgaard, 1964; 韩家懋等, 1995b; Chen *et al.*, 1996; 曾方明, 2016).Cerling(1984)和 Cerling *et al.* (1993)通过分析全球现代土壤次生碳酸盐的碳、氧同位素,证实土壤碳酸盐的氧同位素组分与大气降水的氧同位素组分有关,而碳同位素组分与土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值成正相关.有研究在现代土壤和大气降水的同位素研究成果基础上,探索将古土壤中钙结核的碳、氧同位素组分转换为气候参数,初步估算了黄土高原地区各层古土壤形成时的地表年均温、年均降水量以及植被状况等(韩家懋等, 1995a, 1995b, 1996).随着古气候定量化研究的发展,次生碳酸盐稳定同位素的研究不断深入,对于重建古气候将具有越来越重要的意义.

本文对黄土碳酸盐已有的研究成果,尤其是原生碳酸盐与次生碳酸盐的区分、次生碳酸盐中氧同位素组分的气候指示意义等进行归纳,并以青藏高

原东北部乐都地区为例,对黄土中次生碳酸盐氧同位素记录的高原东北部的古气候意义进行了讨论.以期通过对现有黄土中次生碳酸盐的氧同位素研究以及部分数据的分析,为黄土中次生碳酸盐在青藏高原地区古气候研究中的应用提供借鉴.

1 研究进展

1.1 黄土碳酸盐古气候研究

黄土碳酸盐是黄土研究的一个重要内容.目前对于黄土碳酸盐的研究主要涉及碳酸盐含量测定方法、原生碳酸盐及次生碳酸盐的辨别、碳酸盐稳定同位素组分的分析、碳酸盐中 Sr 同位素及其他微量元素的测定等,并通过这些研究,得到包括温度、降水、季风变化等过去气候的信息(卢演传和安芷生, 1979; 韩家懋等, 1996; Sheng *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2014, 2016; Meng *et al.*, 2016).

在土壤发育过程中,原生的碳酸盐会经历溶解、再结晶的过程,形成次生碳酸盐.在这一过程中,碳酸盐实现了与外界环境的同位素交换,所以次生碳酸盐的同位素组分记录了当时的气候环境信息(文启忠, 1989).例如,有研究指出,次生碳酸盐氧同位素能够很好地反映降水(曾蒙秀和宋友桂, 2013; Li *et al.*, 2016),这对于古气候重建有非常重要的意义.

已发现土壤碳酸盐的氧同位素组分与大气降水的氧同位素组分有关(Salomons and Mook, 1976).世界各地的现代土壤氧同位素的研究也证实了这一结论,土壤碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与当地大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的相关分析,表明二者之间具有良好的线性关系(Cerling, 1984; Cerling *et al.*, 1993).另外, Dansgaard(1953, 1964)研究发现大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值也与年均温呈正相关关系.顾兆炎(1991)较早地对黄土碳酸盐稳定同位素进行了研究,发现第四纪黄土—古土壤沉积序列中碳酸盐的碳氧同位素与粒度、磁

化率等古气候指标所反映的气候变化呈显著相关关系,同时与末次冰期时东亚夏季风强度的变化一致.韩家懋等(1995a, 1995b)系统地研究了黄土次生碳酸盐的碳、氧同位素,并利用黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值记录恢复了洛川离石黄土的温度变化历史,结果显示洛川离石黄土中的各层古土壤形成时期的地表年均温度比当地现在的温度高,其中发育最好的S5形成时比现在高约 $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.也有研究探讨了影响黄土碳酸盐稳定同位素的其他环境因素(姜文英等,2001).

黄土次生碳酸盐氧同位素组成与土壤水(或者大气降水)的组成密切相关,而大气降水有明显的大陆效应.大气降水氧同位素的分馏程度随着与海洋的距离而变化,一般来说,距离降水源区越近, $\delta^{18}\text{O}$ 值越大,而距离降水源区越远, $\delta^{18}\text{O}$ 值则越低(Dansgaard, 1964).此外,Dansgaard(1953, 1964)根据多年收集的资料和瑞利分馏模型,发现全球大气降水氧同位素的分布还存在纬度效应、温度效应、高度效应和降水量效应等.黄土次生碳酸盐从土壤中结晶形成过程中氧同位素会发生分馏,而分馏程度与环境温度密切相关;温度每降低 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$,土壤中结晶产生的碳酸钙 $\delta^{18}\text{O}$ 值会增加约 $0.26\text{ }_{\text{‰}}$ (Kim and O'Neil, 1997).同时,与温度等相关的土壤的蒸发也会影响土壤碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值.蒸发越强烈,土壤碳酸钙中就越富 ^{18}O ,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高;反之,蒸发越弱时,土壤碳酸钙中越富 ^{16}O ,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值则偏低(Caves *et al.*, 2015).此外,通过土壤中次生碳酸盐氧同位素组分分析,可以计算获得大气降水氧同位素的组分,进而获得大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大小及空间变化,并可推断其主要影响因素和影响程度.而随着研究的不断深入,对 $\delta^{17}\text{O}$ 的研究也开始了尝试(Michalski *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2016).

1.2 黄土次生碳酸盐的识别

目前,区分黄土中原生碳酸盐和次生碳酸盐的方法主要有物理方法和地球化学方法.物理方法主要是利用光学显微镜,通过矿物形态来判断黄土中的碳酸盐为原生还是次生(Khademi and Mermut, 1999).此方法还可以根据碳酸盐矿物概率统计和面积比计算两种碳酸盐的比例(文启忠,1989).Li *et al.*(2014)在对黄土高原的研究中发现了一种易于识别和挑出的纯次生碳酸盐—生物微钙体,其微量元素的组成反映了相应土壤溶液成分的变化.当遇到较大的碳酸盐结晶颗粒时,通常会采用物理分离方法,人工将次生碳酸盐颗粒从土壤结构面或依附

的砾石上剥离下来(陈忠等,2006).

地球化学方法主要是利用微量元素或同位素比值进行辨别.陈骏等(1997)的研究发现原生碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高,而次生碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值低,因此可以利用Sr同位素组成来确定黄土—古土壤序列中原生碳酸盐与次生碳酸盐之间的比例.

近年来,分粒级实验逐渐在区分原生成因碳酸盐和次生成因碳酸盐的研究中得到应用.分粒级实验是根据不同的碳酸盐物质会在不同粒级下集中这一特征来区分原生碳酸盐和次生碳酸盐的一种有效方法(盛雪芬等,2002).一般将每件样品分为 $>45\text{ }\mu\text{m}$, $2\sim 45\text{ }\mu\text{m}$ 和 $<2\text{ }\mu\text{m}$ 三个粒级组分.研究结果显示,黄土和古土壤中不同粒级组分所含的碳酸盐代表着不同的成因和来源(盛雪芬等,2002).其中, $<2\text{ }\mu\text{m}$ 粒级组分代表的是成壤时期形成的碳酸盐,即次生碳酸盐;而 $>45\text{ }\mu\text{m}$ 粒级组分则总体代表了碎屑成因碳酸盐,或者两者的混合.从目前已获得的分粒级实验结果可知,不同粒级中碳酸盐的碳、氧同位素差异并不是个别地区的偶然现象,其差异的趋势是一致的.其他关于碳酸盐的研究中也证实次生碳酸盐更容易在细颗粒下聚集(Turpin *et al.*, 2014).

黄土中的白云石被认为是原生(碎屑)成因,而次生成因的碳酸盐矿物主要为方解石(Sheng *et al.*, 2008; Meng *et al.*, 2016).目前,在有关碳酸盐矿物的种类和含量分析的定量研究中,傅里叶变换红外光谱(FTIR)方法已得到成功应用(刘志飞等,2005; Ji *et al.*, 2009; He *et al.*, 2012).研究表明,方解石和白云石有明显不同的红外光谱特征:白云石具有典型的 $3\ 020\text{ cm}^{-1}$ 、 $2\ 626\text{ cm}^{-1}$ 和 730 cm^{-1} 红外光谱吸收峰,而方解石具有典型的 713 cm^{-1} 和 728 cm^{-1} 红外光谱吸收峰(Ji *et al.*, 2009; He *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2016).

2 青藏高原东北部黄土碳酸盐的古气候记录

青藏高原由于地表侵蚀强烈,不利于保存连续的第四纪松散堆积物,因此青藏高原东北部堆积的厚层黄土被认为是认识高原环境演变和气候变化的重要信息载体(Lu *et al.*, 2010; Zeng, 2016).特别是高原东北部黄土中富含的碳酸盐的氧同位素可能蕴含了古温度和降水的信息.

2.1 采样和测试分析方法

对青藏高原东北部乐都黄土剖面(36.45°N, 102.58°E, 图 1)、中国东北三把火黄土剖面(42.28°N, 118.92°E, 图 1)和新疆巴音布鲁克黄土剖面(42.71°N, 84.21°E, 图 1),在修理的新鲜面上以 10 cm 为间隔采集粉末样品。根据释光测年结果,挑选乐都剖面、三把火剖面和巴音布鲁克剖面末次盛冰期和全新世早期黄土粉末样品 9 个(地层和年代参见表 1 及其参考文献),开展碳酸盐和碳酸盐氧同位素的测定和分析。

区分黄土中的原生碳酸盐和次生碳酸盐是黄土碳酸盐稳定同位素记录研究的前提(盛雪芬等, 2002);前人的研究表明黄土中 $<2\ \mu\text{m}$ 颗粒组分中的碳酸盐为次生碳酸盐(Sheng *et al.*, 2008)。对选取的 9 个样品,通过分粒级实验的方法提取了其中 $<2\ \mu\text{m}$ 的颗粒组分(含次生碳酸盐)。具体方法:取约 40 g 样品在室温下浸泡蒸馏水 12 h 后,置于超声波振荡仪中清洗使其分散,将分散的样品置于离心机中以 5 000 r/min 的转速离心 3 min,通过离心,样品会出现明显的分层,将上层悬浮的细颗粒黄土倒入另外的空烧杯,以 2 000 r/min 的转速离心 2 min,如此循环,直至离心后不再有细微悬浮物,细颗粒黄土离心后所剩的样品烘干成为 $<2\ \mu\text{m}$ 的次生碳酸盐。为了验证样品中 $<2\ \mu\text{m}$ 颗粒组分中的碳酸盐为次生碳酸盐,通过傅里叶变换红外光谱法测定和分析了其中的碳酸盐矿物的组成。对所有提取出的黄土中 $<2\ \mu\text{m}$ 组分的碳酸盐氧同位素在中国科学院南京地质古生物研究所进行了测量,分析仪器为 MAT-253,分析结果以 PDB 为标准。

2.2 结果

所有样品中 $<2\ \mu\text{m}$ 组分的傅里叶变换红外光谱显示在 $713\ \text{cm}^{-1}$ 和 $2\ 513\ \text{cm}^{-1}$ (方解石的特征峰)波段存在明显的吸收峰,而不存在 $2\ 626\ \text{cm}^{-1}$ 和 $730\ \text{cm}^{-1}$ (白云石的特征峰)波段的吸收峰;傅里叶变换红外光谱特征显示所研究样品中 $<2\ \mu\text{m}$ 组分中的碳酸盐矿物主要为方解石,而基本不含白云石(He *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2016)(图 2)。黄土高原地区黄土中的碎屑碳酸盐组分中一般含有白云石,而碎屑碳酸盐组分在土壤化过程中会被淋溶、淀积形成次生碳酸盐(往往为方解石);而白云石的溶解速度远小于方解石的溶解速度,因此笔者研究的黄土中 $<2\ \mu\text{m}$ 组分无白云石,表明其中的碳酸盐组分为次生成因,与前人的研究结果一致(盛雪芬等, 2002; Meng *et al.*, 2016)。

末次盛冰期和全新世早期乐都黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-5.58\text{‰} \sim -1.23\text{‰}$;其中末次盛冰期平均值约为 -1.38‰ ;全新世早期平均值约为 -5.58‰ (表 1)。全新世新疆巴音布鲁克盆地黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-5.80\text{‰} \sim -4.67\text{‰}$;而末次盛冰期中国东北三把火地区黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-7.58\text{‰} \sim -6.76\text{‰}$ (表 1)。可见,青藏高原东北部乐都黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于中国东北部,与新疆地区相近。

2.3 讨论

2.3.1 水汽来源、温度对黄土次生碳酸盐氧同位素的影响

青藏高原东北部位于西风带和东亚季风区的交错带,该地区的气候既受亚洲季风(印度季风或东亚夏季风)影响,也受西风环流的影响(Vandenberghe *et al.*, 2006; Qiang *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2014)。来自印度季风和东亚夏季风的大气降水具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(Tian *et al.*, 2001; Yao *et al.*, 2013),而沿西风带(比如中亚)水汽输送路径降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高(Caves *et al.*, 2015)。黄土中土壤水来自大气降水,而在成壤过程中,次生碳酸盐从土壤水中淀积,氧同位素会发生分馏,分馏的程度与温度等相关;因此黄土中次生碳酸盐的氧同位素除了受水汽来源的控制,还受温度的影响。假定末次盛冰期乐都地区大气降水及黄土中土壤水的水汽来源与现代一致,笔者通过比较末次盛冰期理论计算获得的由于温度分馏形成的次生碳酸盐的氧同位素值与实测的次生碳酸盐氧同位素值的差异,评估温度变化对黄土次生碳酸盐氧同位素值的影响。根据 Kim and O'Neil(1997) 和 Li *et al.*(2016) 的方法,通过

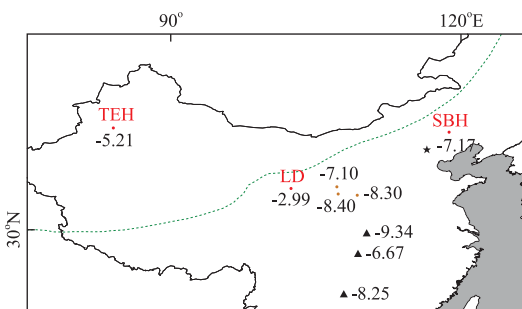


图 1 采样点位置及各地的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比较

Fig.1 The locations and the comparison of oxygen isotope values (the black number) from the studied region

Hu *et al.*(submitted);其他地区数据引自 Sheng *et al.*(2008);石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据引自 Wang *et al.*(2008)和 Zhang *et al.*(2013);黑色数字表示 $\delta^{18}\text{O}$ 值。TEH.天鹅湖剖面;SBH.三把火黄土剖面;LD.乐都黄土剖面。虚线是指现代东亚夏季风的边缘

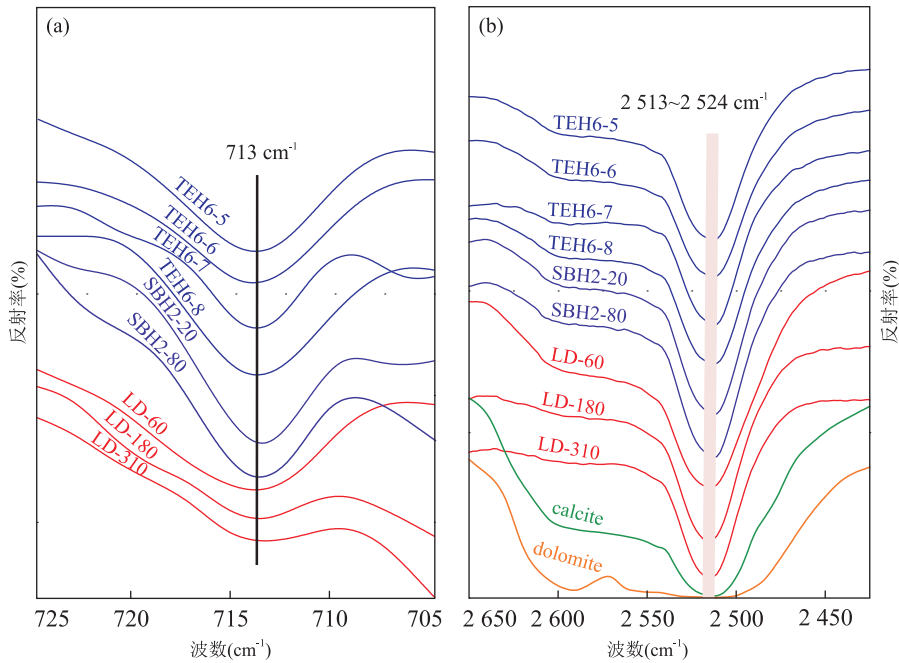


图 2 新疆、东北和乐都地区黄土样品中 $< 2 \mu\text{m}$ 颗粒组分的傅里叶变换红外光谱特征

Fig.2 FTIR spectra of the $< 2 \mu\text{m}$ components of the samples of the Xinjiang, Northeast China and Ledu area

a. 样品在 713 cm^{-1} 处出现明显的吸收峰; b. 样品在在 $2513 \sim 2524 \text{ cm}^{-1}$ 处出现明显的吸收峰, 而在 2626 cm^{-1} (白云石的特征峰) 没有出现吸收峰, 其中橘色曲线为白云石标准曲线, 绿色曲线为方解石标准曲线

表 1 乐都、新疆、东北等地黄土样品年代及次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值

Table 1 The ages of the studied samples and the results of the oxygen isotope measurements from Ledu, Xinjiang and northeast China

样品号	采样点经纬度	年代 (ka)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} (\text{‰})$
LD-60	36.45°N, 102.58°E	9.4 ± 0.6	-5.58
LD-180		15.8 ± 1.0	-1.53
LD-310		20.9 ± 1.4	-1.23
TEH6-5	42.71°N, 84.21°E	6.9 ± 0.82	-5.80
TEH6-6		4.3 ± 0.26	-5.46
TEH6-7		2.3 ± 0.36	-4.67
TEH6-8		1.4 ± 0.35	-4.89
SBH2-20	42.28°N, 118.92°E	14.4 ± 0.8	-6.76
SBH2-80		20.9 ± 1.3	-7.58

注: 东都、新疆、东北的样品年代数据分别引自 Wang *et al.* (2015), Long *et al.* (2017), Yi *et al.* (2015).

方程 $1000 \times \ln \alpha = 18.03 \times 10^3 T^{-1} - 32.42$ (α 为分馏系数, T 为年均温度) 计算, 大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为全球降水同位素网络数据库中兰州 (距离乐都 85 km) 夏季降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的加权平均值; 获得的现代气候和环境条件下形成的青藏高原东北部乐都黄土次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -7.12‰ . 温度每降低 1°C , 会导致土壤中形成的次生碳酸盐的氧同位素值偏正约 0.26‰ (Kim and O'Neil, 1997); 而末次盛冰期青藏高原东北部年均温度比现代低约 7.0°C

(Wang *et al.*, 2013) 或 2.8°C (Porter *et al.*, 2010), 这个温度变化会导致黄土碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 比现代偏正约 1.82‰ 或 0.73‰ . 则若大气降水和土壤水的来源与现代一致, 仅在温度影响下, 末次盛冰期青藏高原东北部黄土次生碳酸盐的理论 $\delta^{18}\text{O}$ 值约为 -5.30‰ 或 -6.39‰ , 而全新世早期比这个值更偏负. 这个理论值远小于实测的末次盛冰期和全新世早期乐都黄土次生碳酸盐的氧同位素值, 因此温度可能不是青藏高原东北部黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏正的原因.

位于东亚季风区的黄土高原洛川、环县和西峰地区, 末次盛冰期以来黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别约为 -8.30‰ 、 -7.10‰ 和 -8.40‰ (Sheng *et al.*, 2008), 中国东北三把火末次盛冰期黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-7.58\text{‰} \sim -6.76\text{‰}$ (表 1). 此外, 亚洲季风区董哥洞、三宝洞、莲花洞中同样为次生碳酸盐的洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -8.25‰ 、 -9.34‰ 和 -6.67‰ (图 1) (Dykoski *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2013). 这些洞穴石笋的氧同位素被认为是季风降雨量的记录, 偏正/偏负可能表示弱季风/强季风; 此外, 石笋的氧同位素也被认为是印度-亚洲大范围水文过程和大气环流的记录, 而不一定与东亚夏季风降雨量有关 (Cheng *et*

al., 2009; Clemens *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014). 无论如何, 这些来自黄土和洞穴沉积的次生碳酸盐氧同位素组成显示, 末次盛冰期以来东亚季风区次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-9\% \sim -7\%$. 东亚季风区次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显不同于西风带地区 (Railsback *et al.*, 2014), 新疆巴音布鲁克盆地黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值为约 -5.20% (表 1, 图 1). 此外, 中亚的吉尔吉斯斯坦介形亚纲动物壳体、伊朗土壤碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 1.49% (Ricketts *et al.*, 2001) 和 -5.26% (Railsback *et al.*, 2014). 可见, 西风气候带末次盛冰期和全新世早期次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于东亚季风区, 这与现代降水氧同位素的空间分布一致, 即亚洲季风区降水为低 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 西风带降水为高 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (Tian *et al.*, 2001; Yao *et al.*, 2013; Caves *et al.*, 2015).

青藏高原东北部黄土次生碳酸盐氧同位素值与西风气候控制区次生碳酸盐氧同位素具有相同或相似的特征, 可能表明这些地区在 LGM 和早全新世的次生碳酸盐有相同或相似的氧同位素分馏机制. 而青藏高原东北部末次盛冰期黄土次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于东亚季风区次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 可能表明此时青藏高原东北部大气降水和相关的土壤水与东亚夏季风降雨并无直接关系. 研究表明, 西风水汽输送带上, 降水有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和无明显 $\delta^{18}\text{O}$ 值梯度 (Caves *et al.*, 2015); 西风带可能在晚新生代曾到达中国北方 (Caves *et al.*, 2015); 并且在某些时期, 现代东亚夏季风西北边界处降水可能来自于西风带 (Bayat *et al.*, 2017). 这与乐都地区和西风带地区全新世早期相同的高次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值相吻合.

2.3.2 水汽蒸发循环对黄土次生碳酸盐氧同位素的影响 降水氧同位素的变化除了受温度影响外, 还受降雨量和局部地区水汽源等因素的影响 (Dansgaard, 1964; Cerling, 1984). 类似地, 青藏高原东北部黄土次生碳酸盐氧同位素除了受西风环流影响以外, 另一个可能的重要影响因素是局部水汽的蒸发循环 (Liu *et al.*, 2010; Mix *et al.*, 2013).

土壤水分的蒸发会使土壤剩余水中富集 ^{18}O (Tian *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2010). 青藏高原东北部和新疆地区为干旱一半干旱气候, 因此该区域的蒸发强烈. 土壤中几乎所有的降雨都可能蒸发回到大气中, 形成局部的水汽循环 (Caves *et al.*, 2015). 在较高潜在蒸散发、低降雨量地区土壤中会明显富集 ^{18}O (Liu *et al.*, 2010; Caves *et*

al., 2015), 而青藏高原北部局部水汽蒸发循环导致现代降水的高 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (Tian *et al.*, 2001), 可能表明与东亚夏季风气候区相比, 青藏高原东北部和新疆地区的强烈蒸发作用导致了高 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 然而, 研究表明, 虽然蒸发导致的水汽循环可以减小瑞利分馏和大气降水的大陆效应导致的 $\delta^{18}\text{O}$ 降低的梯度, 但它不可能导致同一个气团运动轨迹上 $\delta^{18}\text{O}$ 变化梯度的反转 (Caves *et al.*, 2015). 因此, 蒸发或者其他机制不可能导致陆地上单(同)一水汽来源路径上从水汽源到内陆降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的增加 (Caves *et al.*, 2015). 也就是说, 如果青藏高原东北部地区与东亚季风区(如黄土高原)的水汽来源(南太平洋和印度洋)一致, 即使蒸发作用会减缓由于大陆效应和瑞利分馏导致的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值从黄土高原到高原东北部降低的幅度, 也不会导致高原东北部地区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 高于黄土高原地区. 因此, 青藏高原东北部与东亚季风区相比, 末次盛冰期和全新世早期降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正, 可能表明高原东北部的降水与黄土高原地区降水不是来自于同一个气团轨迹, 即末次盛冰期和全新世早期高原东北部的水汽最重要的来源可能不是东亚夏季风, 而可能是高 $\delta^{18}\text{O}$ 水汽的西风带. 此外, 干旱区局部多次强烈循环的水汽 (Tian *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2016)、高原东北部与强蒸发作用相关的高 $\delta^{18}\text{O}$ 湖泊表层水, 如青海湖表层水 $\delta^{18}\text{O}$ 值高达 3.5% (Liu *et al.*, 2009), 可能也是高原东北部末次盛冰期和全新世早期降水的重要来源.

2.3.3 早全新世碳酸盐氧同位素与气候变化 乐都地区与东亚季风区相比, 末次盛冰期和全新世早期黄土次生碳酸盐氧同位素值都明显偏高, 表明两地水汽来源可能不一致. 但高原东北部全新世碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对末次盛冰期偏负约 4.2% . 如果大气降雨和土壤水氧同位素和其他环境条件不变, 按照土壤次生碳酸盐氧同位素分馏与温度的关系 (Li *et al.*, 2016), 只有温度增加 $16\text{ }^\circ\text{C}$ 才会导致土壤中碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 4.2% . 青藏高原东北部末次盛冰期和全新世的温度差异远达不到 $16\text{ }^\circ\text{C}$ (Porter *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2013), 可见温度变化不是土壤次生碳酸盐氧同位素变化的主要影响因素. 青藏高原东北部古气候研究表明, 虽然早全新世气候相对中、晚全新世仍比较干旱, 但从末次盛冰期到早全新世气候还是由干冷向暖湿过渡, 相对湿度增加 (Ji *et al.*, 2005; Lu *et al.*, 2010); 这可能是高原东北部全新世碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对末次盛冰期降低的原因.

3 结论和展望

黄土次生碳酸盐氧同位素可以成为较为有效的古环境变化指标,记录其形成时期的温度、降水等环境状况。青藏高原东北部末次盛冰期和全新世早期黄土中次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值,比该地区现代季风气候条件下形成的次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 理论值明显偏高。温度的差异不足以导致次生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 如此大的差异。并且末次盛冰期和全新世早期高原东北部黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比同时期黄土高原和东北地区等东亚季风区明显偏正,但其与新疆等西风区次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 相近。这些结果可能反映东亚夏季季风夹带的水汽不是青藏高原东北部末次盛冰期和全新世早期降水的最重要的直接来源,而西风降水和(或)局部水汽蒸发循环对该地区的降水可能有重要贡献。

目前对于次生碳酸盐反映古气候的研究多集中于古温度、古降水强度的重建。虽然目前的数据还比较少,但已显示不同区域 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在明显差异;而进一步详细的不同气候带(青藏高原东北部、东亚季风区和西风带)黄土中次生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值空间分布特征的研究,将有望为处于多重大气环流系统交汇地带的青藏高原东北部大气降水水汽来源及其反映的东亚季风与西风气候的相互作用关系等的理解提供重要的信息。

References

Bayat, O., Karimi, A., Khademi, H., 2017. Stable Isotope Geochemistry of Pedogenic Carbonates in Loess-Derived Soils of Northeastern Iran: Paleoenvironmental Implications and Correlation across Eurasia. *Quaternary International*, 429: 52–61.

Caves, J. K., Winnick, M. J., Graham, S. A., et al., 2015. Role of the Westerlies in Central Asia Climate over the Cenozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 428: 33–43.

Cerling, T. E., 1984. The Stable Isotopic Composition of Modern Soil Carbonate and Its Relationship to Climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2): 229–240.

Cerling, T. E., Wang, Y., Quade, J., 1993. Expansion of C_4 Ecosystems as an Indicator of Global Ecological Change in the Late Miocene. *Nature*, 361(6410): 344–345.

Chen, J., An, Z., Wang, H., et al., 1996. An Study of the SI Paleosol Carbonates from the Central Loess Plateau of North China. *Chinese Science Bulletin*, 41(18): 1542–1545.

Chen, J., Qiu, G., Yang, J. D., 1997. Sr Isotopic Composition of Loess

Carbonate and the Identification of the Lithogenic Carbonates and Pedogenic Carbonates. *Progress in Natural Science*, 7(6): 731–734 (in Chinese with English abstract).

Chen, Z., Ma, H. Z., Cao, G. C., et al., 2006. Study on Carbonates in Loess: A Review. *Journal of Salt Lake Research*, 14(4): 66–72 (in Chinese with English abstract).

Cheng, H., Edwards, R. L., Broecker, W. S., et al., 2009. Ice Age Terminations. *Science*, 326(5950): 248–252.

Clemens, S. C., Prell, W. L., Sun, Y. B., 2010. Orbital-Scale Timing and Mechanisms Driving Late Pleistocene Indo-Asian Summer Monsoons: Reinterpreting Cave Speleothem $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography*, 25(4): PA4207. <https://doi.org/10.1029/2010pa001926>

Dansgaard, W., 1953. The Abundance of $\delta^{18}\text{O}$ in Atmospheric Water and Water Vapour. *Tellus*, 5(4): 461–469.

Dansgaard, W., 1964. Stable Isotopes in Precipitation. *Tellus*, 16(4): 436–468.

Dykoski, C. A., Edwards, R. L., Cheng, H., et al., 2005. A High-Resolution, Absolute-Dated Holocene and Deglacial Asian Monsoon Record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1): 71–86.

Fang, Q., Hong, H. L., Zhao, L. L., et al., 2018. Climatic Implication of Authigenic Minerals Formed during Pedogenic Weathering Processes. *Earth Science*, 43(3): 753–769 (in Chinese with English abstract).

Gu, Z. Y., 1991. Isotopic Compositions of the Loess-Paleosol Sequence Carbonate and Paleoclimatic Changes. *Chinese Science Bulletin*, 36(10): 767–770 (in Chinese).

Han, J. M., Jiang, W. Y., Liu, D. S., 1996. Carbonate Isotopic Records of Paleoclimatic Changes in Loess. *Science in China (Series D)*, 26(5): 399–404 (in Chinese).

Han, J. M., Jiang, W. Y., Lü, H. Y., 1995a. Carbon and Oxygen Isotopes of Calcium Nodules in Loess (II.) Carbon Isotope and Its Paleo-Environmental Significance. *Quaternary Sciences*, 15(4): 367–377 (in Chinese with English abstract).

Han, J. M., Jiang, W., Wu, N. Q., et al., 1995b. Carbon and Oxygen Isotopes of Calcium Nodules in Loess (I.) Oxygen Isotope and Its Paleo-Environmental Significance. *Quaternary Sciences*, 15(2): 130–137 (in Chinese with English abstract).

He, T., Chen, Y., Balsam, W., et al., 2012. Distribution and Origin of Protodolomite from the Late Miocene-Pliocene Red Clay Formation, Chinese Loess Plateau. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6): Q06004. <https://doi.org/10.1029/2012gc004039>

Ji, J., Shen, J., Balsam, W., et al., 2005. Asian Monsoon Oscillations in the Northeastern Qinghai-Tibet Plateau since

- the Late Glacial as Interpreted from Visible Reflectance of Qinghai Lake Sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1–2): 61–70.
- Ji, J. F., Ge, Y., Balsam, W., et al., 2009. Rapid Identification of Dolomite Using a Fourier Transform Infrared Spectrophotometer (FTIR): A Fast Method for Identifying Heinrich Events in IODP Site U1308. *Marine Geology*, 258(1): 60–68.
- Jiang, W. Y., Han, J. M., Liu, D. S., 2001. Aridification and Its Influence on Carbon Isotope Composition of Pedogenic Carbonate. *Quaternary Sciences*, 21(5): 427–435 (in Chinese with English abstract).
- Khademi, H., Mermut, A. R., 1999. Submicroscopy and Stable Isotope Geochemistry of Carbonate and Associated Palygorskite in Iranian Aridisols. *European Journal of Soil Science*, 50(2): 207–216.
- Kim, S. T., O'Neil, J. R., 1997. Equilibrium and Nonequilibrium Oxygen Isotope Effects in Synthetic Carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(16): 3461–3475.
- Li, G. J., Chen, J., Chen, Y., et al., 2007. Dolomite as a Tracer for the Source Regions of Asian Dust. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112: D17201. <https://doi.org/10.1029/2007jd008676>
- Li, T., Liu, F., Abels, H. A., et al., 2016. Continued Obliquity Pacing of East Asian Summer Precipitation after the Mid-Pleistocene Transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 457: 181–190.
- Li, Y., Wang N. A., Zhou, X. H., et al., 2014. Synchronous or Asynchronous Holocene Indian and East Asian Summer Monsoon Evolution: A Synthesis on Holocene Asian Summer Monsoon Simulations, Records and Modern Monsoon Indices. *Global and Planetary Change*, 116(2): 30–40.
- Liu, D. S., 1997. Quaternary Environment. Science Press, Beijing, 25–36 (in Chinese).
- Liu, W., Li, X., Zhang, L., et al., 2009. Evaluation of Oxygen Isotopes in Carbonate as an Indicator of Lake Evolution in Arid Areas: The Modern Qinghai Lake, Qinghai-Tibet Plateau. *Chemical Geology*, 268(1): 126–136.
- Liu, Z., Bowen, G. J., Welker, J. M., 2010. Atmospheric Circulation is Reflected in Precipitation Isotope Gradients over the Conterminous United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115: D22120. <https://doi.org/10.1029/2010jd014175>
- Liu, Z. F., Christophe, C., Alain, T., 2005. Application of Fourier Transform Infrared (FTIR) Spectroscopy in Quantitative Mineralogy of the South China Sea: Example of Core MD01-2393. *Earth Science*, 30(1): 25–29 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Z. Y., Wen, X. Y., Brady, E. C., et al., 2014. Chinese Cave Records and the East Asia Summer Monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 83(1): 115–128.
- Long, H., Shen, J., Chen, J., et al., 2017. Holocene Moisture Variations over the Arid Central Asia Revealed by a Comprehensive Sand-Dune Record from the Central Tian Shan, NW China. *Quaternary Science Reviews*, 174: 13–32.
- Lu, H., Zhao, C., Mason, J., et al., 2010. Holocene Climatic Changes Revealed by Aeolian Deposits from the Qinghai Lake Area (Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau) and Possible Forcing Mechanisms. *Holocene*, 21(21): 297–304.
- Lu, Y. C., An, Z. S., 1979. A Series of Physical Environment Changes in the Loess Plateau in the Past 700 000 Years. *Chinese Science Bulletin*, 24(5): 221–224 (in Chinese).
- Meng, X., Liu, L., Balsam, W., et al., 2016. Dolomite Abundance in Chinese Loess Deposits: A New Proxy of Monsoon Precipitation Intensity. *Geophysical Research Letters*, 42(23): 10391–10398.
- Meng, X., Liu, L., Wang, X., et al., 2018. Mineralogical Evidence of Reduced East Asian Summer Monsoon Rainfall on the Chinese Loess Plateau during the Early Pleistocene Interglacials. *Earth and Planetary Science Letters*, 486: 61–69.
- Michalski, G., Rech, J., Thiemens, M., 2005. The Onset of Hyper-Aridity in the Atacama Desert: Nitrate $\delta^{17}\text{O}$ as a Tracer of Soil Moisture. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: A444.
- Mix, H. T., Winnick, M. J., Mulch, A., et al., 2013. Grassland Expansion as an Instrument of Hydrologic Change in Neogene Western North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 377(5): 73–83.
- Porter, S. C., Singhvi, A., An, Z. S., et al., 2010. Luminescence Age and Palaeoenvironmental Implications of a Late Pleistocene Ground Wedge on the Northeastern Tibetan Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(2): 203–210.
- Qiang, M. R., Chen, F. H., Song, L., et al., 2013. Late Quaternary Aeolian Activity in Gonghe Basin, Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Quaternary Research*, 79(3): 403–412.
- Railsback, L. B., Xiao, H., Liang, F., et al., 2014. A Stalagmite Record of Abrupt Climate Change and Possible Westerlies-Derived Atmospheric Precipitation during the Penultimate Glacial Maximum in Northern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393(2): 30–44.

- Ricketts, R. D., Johnson, T. C., Brown, E. T., et al., 2001. The Holocene Paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: Trace Element and Stable Isotope Composition of Ostracodes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176(1): 207–227.
- Salomons, W., Mook, W. G., 1976. Isotope Geochemistry of Carbonate Dissolution and Precipitation in Soils. *Soil Science*, 122(1): 15–24.
- Sheng, X. F., Chen, J., Ji, J. F., 2008. Morphological Characters and Multi-Element Isotopic Signatures of Carbonates from Chinese Loess-Paleosol Sequences. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(17): 4323–4337.
- Sheng, X. F., Chen, J., Yang, J. D., et al., 2002. Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Carbonate in Different Grain Size Fractions from Loess-Paleosol Sequences, China. *Geochimica*, 31(2): 105–112 (in Chinese with English abstract).
- Tian, L., Yao, T., Macclune, K., et al., 2007. Stable Isotopic Variations in West China: A Consideration of Moisture Sources. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(D10): D10112.
- Tian, L. D., Yao, T. D., Numaguti, A., et al., 2001. Stable Isotope Variations in Monsoon Precipitation on the Tibetan Plateau. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 79(5): 959–966.
- Turpin, M., Gressier, V., Bahamonde, J. R., et al., 2014. Component-Specific Petrographic and Geochemical Characterization of Fine-Grained Carbonates along Carboniferous and Jurassic Platform-to-Basin Transects. *Sedimentary Geology*, 300(1): 62–85.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., Huissteden, K. V., et al., 2006. Penetration of Atlantic Westerly Winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews*, 25(17/18): 2380–2389.
- Wang, F., Ge, W., Luo, H., et al., 2016. Oxygen-17 Anomaly in Soil Nitrate: A New Precipitation Proxy for Desert Landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, 438: 103–111.
- Wang, X., Vandenbergh, D., Yi, S. W., et al., 2013. Late Quaternary Paleoclimatic and Geomorphological Evolution at the Interface between the Menyuan Basin and the Qilian Mountains, Northeastern Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 80(3): 534–544.
- Wang, X., Yi, S. W., Lu, H., et al., 2015. Aeolian Process and Climatic Changes in Loess Records from the Northeastern Tibetan Plateau: Response to Global Temperature Forcing since 30 ka. *Paleoceanography*, 30(6): 612–620.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., et al., 2008. Millennial- and Orbital-Scale Changes in the East Asian Monsoon over the Past 224 000 Years. *Nature*, 451(7182): 1090–1093.
- Wen, Q. Z., 1989. Geochemistry of Loess in China. Science Press, Beijing, 115–169 (in Chinese).
- Yao, T. D., Masson-Delmotte, V., Gao, J., et al., 2013. A Review of Climatic Controls on $\delta^{18}\text{O}$ in Precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and Simulations. *Reviews of Geophysics*, 51(4): 525–548.
- Yi, S., Buylaert, J. P., Murray, A. S., et al., 2015. High Resolution OSL and Post-IR IRSL Dating of the Last Interglacial-Glacial Cycle at the Sanbahuo Loess Site (Northeastern China). *Quaternary Geochronology*, 30: 200–206.
- Zeng, F. M., 2016. Provenance of the Late Quaternary Loess Deposit in the Qinghai Lake Region. *Earth Science*, 41(1): 131–138 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, M. X., Song, Y. G., 2013. Carbonate Minerals of Zhaosu Loess Section in Westerly Area and Their Paleoenvironmental Significance. *Quaternary Sciences*, 33(3): 424–436 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, C., Tang, Q., Chen, D., 2016. Recent Changes in the Moisture Source of Precipitation over the Tibetan Plateau. *Journal of Climate*, 30(5): 1807–1819.
- Zhang, H., Yu, K., Zhao, J., et al., 2013. East Asian Summer Monsoon Variations in the Past 12.5 ka: High-Resolution $\delta^{18}\text{O}$ Record from a Precisely Dated Aragonite Stalagmite in Central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73(8): 162–175.
- Zhang, Z. K., Li, G. J., Yan, H., et al., 2018. Microcodium in Chinese Loess as a Recorder for the Oxygen Isotopic Composition of Monsoonal Rainwater. *Quaternary International*, 464: 364–369.

附中文参考文献

- 陈骏, 仇刚, 杨杰东, 1997. 黄土碳酸盐 Sr 同位素组成与原生和次生碳酸盐识别. *自然科学进展*, 7(6): 731–734.
- 陈忠, 马海州, 曹广超, 等, 2006. 黄土碳酸盐的研究. *盐湖研究*, 14(4): 66–72.
- 方谦, 洪汉烈, 赵璐璐, 等, 2018. 风化成土过程中自生矿物的气候指示意义. *地球科学*, 43(3): 753–769.
- 顾兆炎, 1991. 黄土—古土壤序列碳酸盐同位素组成与古气候变化. *科学通报*, 36(10): 767–770.
- 韩家懋, 姜文英, 刘东生, 1996. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. *中国科学(D辑)*, 26(5): 399–404.
- 韩家懋, 姜文英, 吕厚远, 1995a. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(二) 碳同位素及其古环境意义. *第四纪研究*, 15(4): 367–377.
- 韩家懋, 姜文英, 吴乃琴, 等, 1995b. 黄土中钙结核的碳氧同

- 位素研究(一)氧同位素及其古环境意义.第四纪研究, 15(2): 130—137.
- 姜文英,韩家懋,刘东生,2001.干旱化对成土碳酸盐碳同位素组成的影响.第四纪研究,21(5): 427—435.
- 刘东生,1997.第四纪环境.北京:科学出版社,25—36.
- 刘志飞,Christophe, C., Alain, T.,2005.傅里叶变换红外光谱(FTIR)方法在南海定量矿物学研究中的应用:以 MD01-2393 孔为例.地球科学,30(1): 25—29.
- 卢演铸,安芷生,1979.约 70 万年以来黄土高原自然环境变化系列探讨.科学通报,24(5): 221—224.
- 盛雪芬,陈骏,杨杰东,等,2002.不同粒级黄土—古土壤中碳酸盐碳氧稳定同位素组成及其古环境意义.地球化学, 31(2): 105—112.
- 文启忠,1989.中国黄土地球化学.北京:科学出版社, 115—169.
- 曾方明,2016.青海湖地区晚第四纪黄土的物质来源.地球科学,41(1): 131—138.
- 曾蒙秀,宋友桂,2013.西风区昭苏黄土剖面中碳酸盐矿物组成及其古环境意义辨识.第四纪研究, 33(3): 424—436.